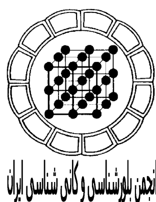
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی‌ام، شمارۀ اول، بهار ۱۴۰۱، از صفحۀ ۱۵۳ تا ۱۶۴



دماسنجی و تعیین ویژگی‌های ماگمای سنگ‌های اسیدی کرتاسه با پایه ریخت‌شناسی کانی زیرکن و مقایسه آن با داده‌های برآمده از شیمی سنگ کل در جنوب‌شرق سقز، شمال‌غرب ایران

سمیه قلی‌پور[۱]، فریبرز مسعودی*[۱]، حسین عزیزی[۲]، یوشی‌هیرو آساهارا[۳]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
۲- گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج
۳-گروه علوم زمین و محیط زیست، دانشکده تحصیلات تکمیلی مطالعات زیست محیطی، دانشگاه ناگویا، ناگویا، ژاپن

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۴/۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۶/۱۷)

چکیده: زیرکن به‌عنوان یکی از کانی‌های مقاوم در فرآیندهای پس از تبلور می‌تواند آثار رویدادهای زمین‌شناسی را در خود حفظ نماید و از جمله کاربردهای مهم آن تعیین دما، ماهیت و خاستگاه ماگمای سنگ‌ها بر پایه بررسی ریخت شناسی است. بررسی ریخت‌شناسی زیرکن‌های گرانیتوئید کرتاسه و خروجی هم ارز آن در جنوب شرق سقز نشان می‌دهد که اغلب این بلورها از نوع P5 و S25 هستند و میانگین شاخص دما و قلیایی بالایی (به ترتیب ۶۷۲٫۹ و ۶۳۷٫۹) را دارند. کمترین دمای تبلور محاسبه شده برای زیرکن‌های منطقه بر پایه بررسی ریخت‌شناسی، اشباع شدگی Zr و شیمی سنگ کل حدود ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد است. و وجود میانبارهایی از آپاتیت و ترکیب کانی‌شناسی نشان می‌دهد که ماگمای این سنگ‌ها به نسبت آبدار بوده است. براساس روند تکاملی گونه‌شناسی، این سنگ‌ها از نوع I و وابسته به سری آهکی قلیایی هستند که با نتایج زمین شیمی همخوانی دارد و از ماگمای ترکیبی با خاستگاه پوسته و گوشته تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *ریخت‌شناسی زیرکن؛ دماسنجی؛ گرانیت نوع I؛ ماگمای ترکیبی؛ سنگ‌های اسیدی؛ جنوب شرق سقز.*

مقدمه

در سال‌های اخیر از کانی‌ها و بلورهای گوناگون به منظورهای مختلف در بررسی‌های زمین‌شناسی استفاده شده است [۱-۱۱] که در این بین، کانی زیرکن از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است [۱-۶]. زیرکن به‌عنوان یکی از کانی‌های مقاوم و پایدار در فرآیندهای پس از تبلور می‌تواند آثار رویدادهای مختلف زمین‌شناسی را در خود حفظ کند. از این رو، پژوهش‌های زمین‌شناسی گسترده‌ای به روش‌های مختلف بر روی این بلور انجام شده است [برای مثال، ۱ و ۶]. این کانی در سیستم بلوری چارگوشی متبلور می‌شود و با توجه عوامل مؤثر در رشد آن چون دما، ترکیب‌شیمیایی، سرعت تبلور و آب [۱۲-۱۴]، نسبت طول به عرض آن می‌تواند از ۵ تا ۱۰ متغیر باشد. پوپین [۱] بر اساس رشد شکل‌های منشوری (۱۰۰) نسبت به (۱۱۰) و شکل‌های هرمی (۲۱۱) نسبت به (۱۰۱)، کانی‌های زیرکن را تقسیم‌بندی کرده است او همچنین با توجه به حضور آب و پرآلومین بودن ماگما، رده‌بندی‌های متفاوتی ارائه داده و بر این اساس گستره‌هایی برای گرانیت‌های آلومین با خاستگاه پوسته‌ای، آهکی قلیایی با خاستگاه گوشته‌ای – پوسته‌ای و قلیایی با خاستگاه گوشته‌ای در نظر گرفته است. به باور او، رشد نسبی شکل‌های منشوری با دمای تبلور و رشد نسبی شکل‌های

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۱۸۹۵۰۸، نمابر: ۰۲۱۲۹۹۰۲۶۲۶، پست الکترونیکی: f_masoudi@sbu.ac.ir

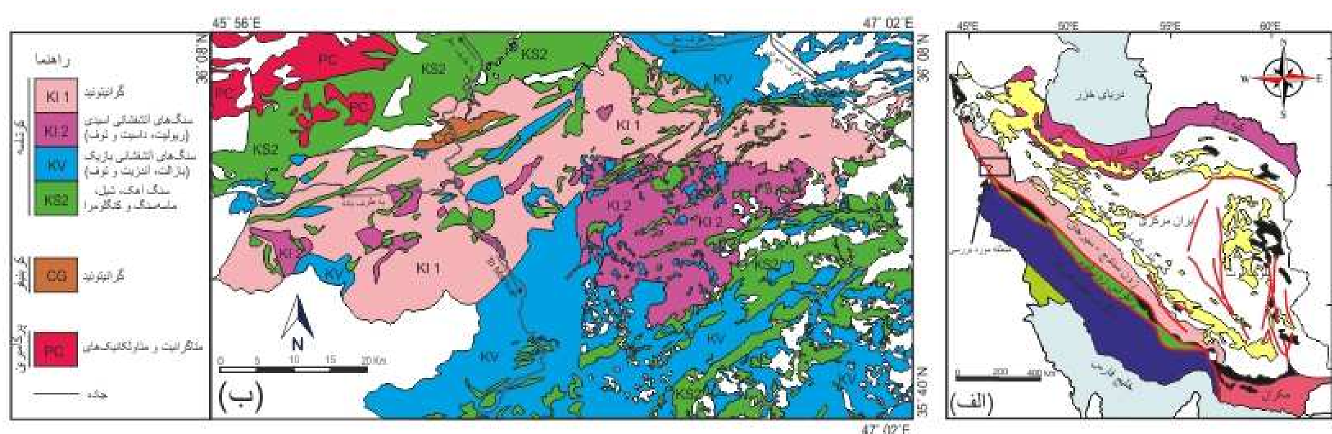
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

هرمی با ترکیب شیمیایی رابطه مستقیم دارد و دما اصلی‌ترین عامل کنترل رشد نسبی انواع شکل‌های منشوری است و زیرکن می‌تواند به‌عنوان دماسنج برای تعیین دمای تبلور مذاب به کار رود [۱]. ویورا [۱۵] اظهار کرده است که اندازه و رشد کانی زیرکن به مقدار عنصر Zr و عناصر خاکی نادر وابسته بوده و اثر این عامل بیش از دما است. باتوجه به نتایج پژوهش‌های پیشین [۱، ۱۷،۱۶]، بررسی ریخت‌شناسی کانی زیرکن ابزار بسیار با ارزشی برای بررسی دمای تبلور، ماهیت و خاستگاه مذاب مولد کانی‌های زیرکن است.

در شمال‌غرب ایران، جنوب شرق شهر سقز، سنگ‌های اسیدی کرتاسه گسترش بسیاری دارند که تعیین دما، سرشت و خاستگاه مذاب آن‌ها می‌تواند کمک شایانی برای درک بهتر موقعیت و شرایط تشکیل سنگ‌های منطقه باشد. در این پژوهش، بر پایه ریخت‌شناسی کانی‌های زیرکن سنگ‌های اسیدی کرتاسه و داده‌های شیمیایی آن‌ها، شرایط مذاب در زمان انجماد از نظر دمایی، ماهیت و خاستگاه آن بررسی شده است.

زمین‌شناسی عمومی

سنگ‌های اسیدی مورد بررسی در جنوب‌شرق سقز واقع هستند که این منطقه بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان است [۱۸] (شکل ۱). این پهنه بر اساس فعالیت‌هایی ماگمایی به سه قسمت شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم شده است [۱۹]. با توجه به این تقسیم‌بندی، مجموعه سنگ‌های مورد بررسی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان قرار دارند. این منطقه دربردارنده سنگ‌های رسوبی سنگ آهک، شیل و ماسه سنگ، سنگ‌های آذرین بازی و اسیدی مربوط به کرتاسه است [۲۰]. براساس بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های پیشین، سنگ‌های اسیدی منطقه به دو گروه خروجی و نفوذی تقسیم می‌شوند، سنگ‌های اسیدی خروجی به‌صورت متناوب با سنگ‌های خروجی بازی منطقه قرار دارند و توده‌های نفوذی اسیدی با سنگ‌های بازی بیرونی بریده شده‌اند و یا به صورت در هم آمیخته با آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲). این سنگ‌ها گاهی در کنار سنگ‌آهک‌ها هستند و موجب تشکیل اسکارن‌های متعددی شده‌اند (شکل ۲). توده گرانیتوئیدهای مورد بررسی و سنگ‌های معادل خروجی آن‌ها بخش وسیعی از منطقه را شامل شده (شکل ۱) [۲۰-۲۵] و رگه‌هایی از کوارتز با عرض ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر نیز همراه با آن‌ها دیده می‌شوند، گاهی داخل این توده‌ها، زینولیت‌های مافیک با قطر حدود ۱ تا ۷ سانتی‌متر وجود دارند. همچنین طی بررسی‌های صحرایی، آثار دگرشکلی بیشتر در شمال‌غرب منطقه دیده می‌شود، به‌طوری که در نمونه‌های دستی کشیدگی کانی‌های درشت و زینولیت‌ها نمایان است.



شکل ۱ الف) نقشه ساده شده پهنه‌های زمین شناسی ایران [۱۸]، ب) نقشه تصحیح شده منطقه مورد بررسی برگرفته از مراجع [۲۰-۲۵].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

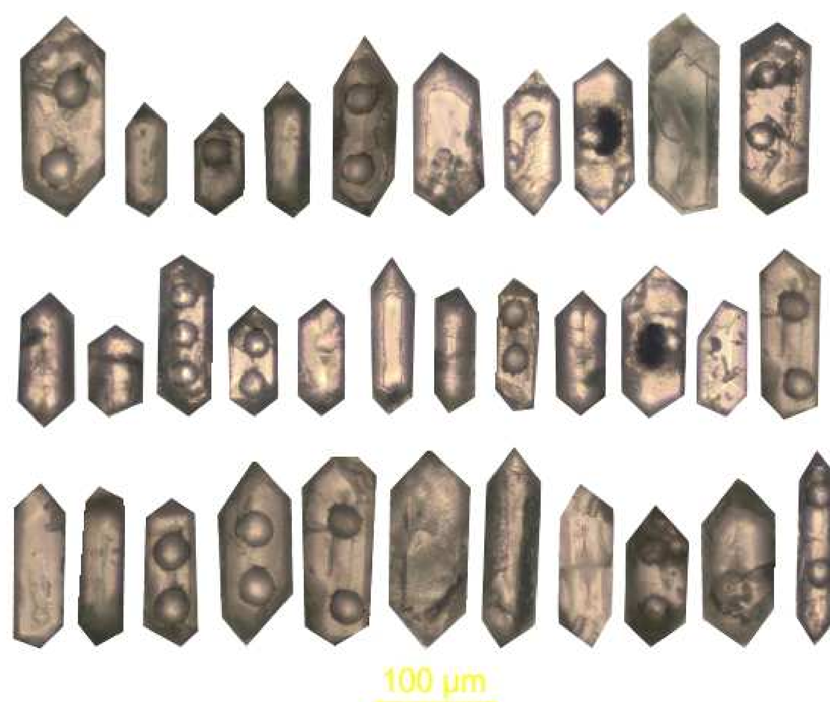
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]



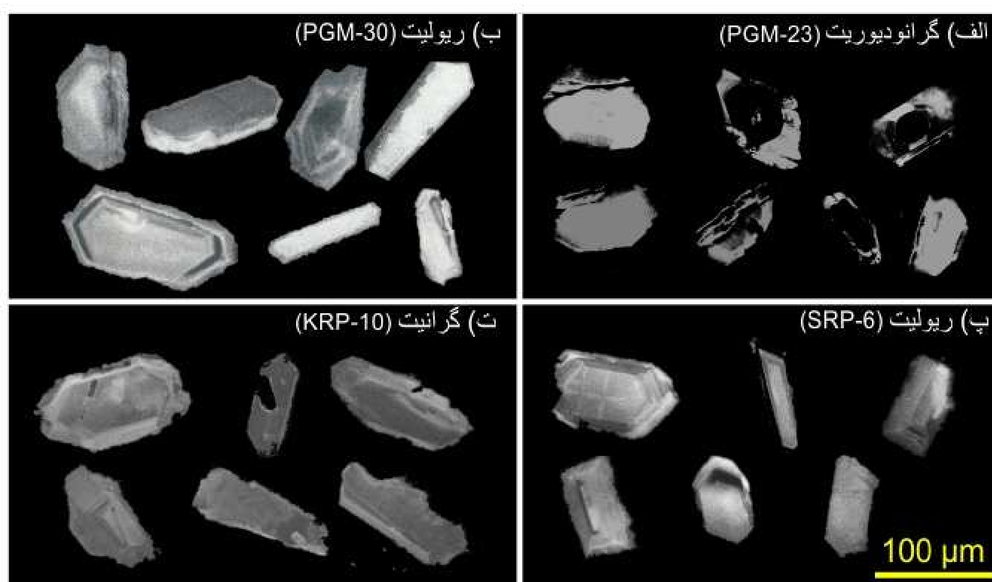
شکل ۲ الف) رخنمونی از توده گرانیتی کرتاسه در منطقه جنوب شرق سقز که به داخل رسوب‌های کرتاسه نفوذ کرده است، ب) قطع شدن توده نفوذی توسط دایک بازی، پ) درهم آمیختگی سنگ‌های اسیدی و سنگ‌های بازی که می‌تواند گویای هم سن بود آن‌ها و از دلایل تنوع سنگ‌ها در منطقه باشد، ت) تشکیل اسکارن در منطقه مورد بررسی در اثر توده‌های نفوذی.

روش بررسی

حدود ۷۰ نمونه از سنگ‌های اسیدی طی بررسی‌های صحرایی برداشت شد که از بین آن‌ها، ۴۰ نمونه برای تهیه مقطع انتخاب شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۱۷ نمونه شامل ۱۰ نمونه نفوذی و ۷ نمونه خروجی برای تجزیه شیمیایی تعیین شدند. برای تعیین اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی، پس از خردایش با دستگاه فکی از هر نمونه حدود ۳۰۰ گرم پودر با استفاده از دستگاه آسیاب تهیه شد، مقداری از آن‌ها به شرکت زرآزما زنگان برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و مقداری برای محاسبه عناصر فرعی به دانشگاه ناگویا ارسال شد. تجزیه اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی با طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و تعیین عناصر فرعی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با استفاده از دستگاه Agilent 7700x انجام شد. از بین این نمونه‌ها، چهار نمونه برای بررسی ریخت‌شناسی کانی‌های زیرکن انتخاب شدند که از نظر سنگ‌شناسی، شامل نمونه‌های گرانودیوریتی (PGM-23)، ریولیتی (PGM-30, SRP-6) و گرانیتی (KRP-10) بودند. برای بررسی شکل بلوری کانی‌های زیرکن، از هر نمونه حدود یک کیلوگرم برای تهیه پودر در نظر گرفته شد که پس از خردایش و عبور پودرها از الک ۶۰ مش، با آب شسته شدند و کانی‌های سبک بوسیله آب جدا شدند. سپس نمونه‌های پودری درون کوره خشک شدند و کانی‌های مگنتیت با آهنربا جدا شده و بخش باقی‌مانده از محلول بروموفرم عبور داده شد تا جدایش کانی‌های سنگین کامل شود. سپس کانی‌های زیرکن زیر میکروسکوپ دوچشمی جدا و روی لام چسبانده شدند (شکل ۳). تصاویر کاتدولومینسانس (CL) و الکترون‌های پس پراکنده (BSE) هم از این زیرکن‌ها برای بررسی ریخت‌شناسی با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) هیتاچی S-3400N در دانشگاه ناگویا تهیه شد (شکل ۴).



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از بلورهای زیرکن سنگ‌های اسیدی کرتاسه در جنوب شرق سقز، با میانبارهایی از آپاتیت و مذاب.



شکل ۴ تصاویر CL زیرکن‌های سنگ‌های اسیدی کرتاسه در جنوب شرق سقز [۲۰].

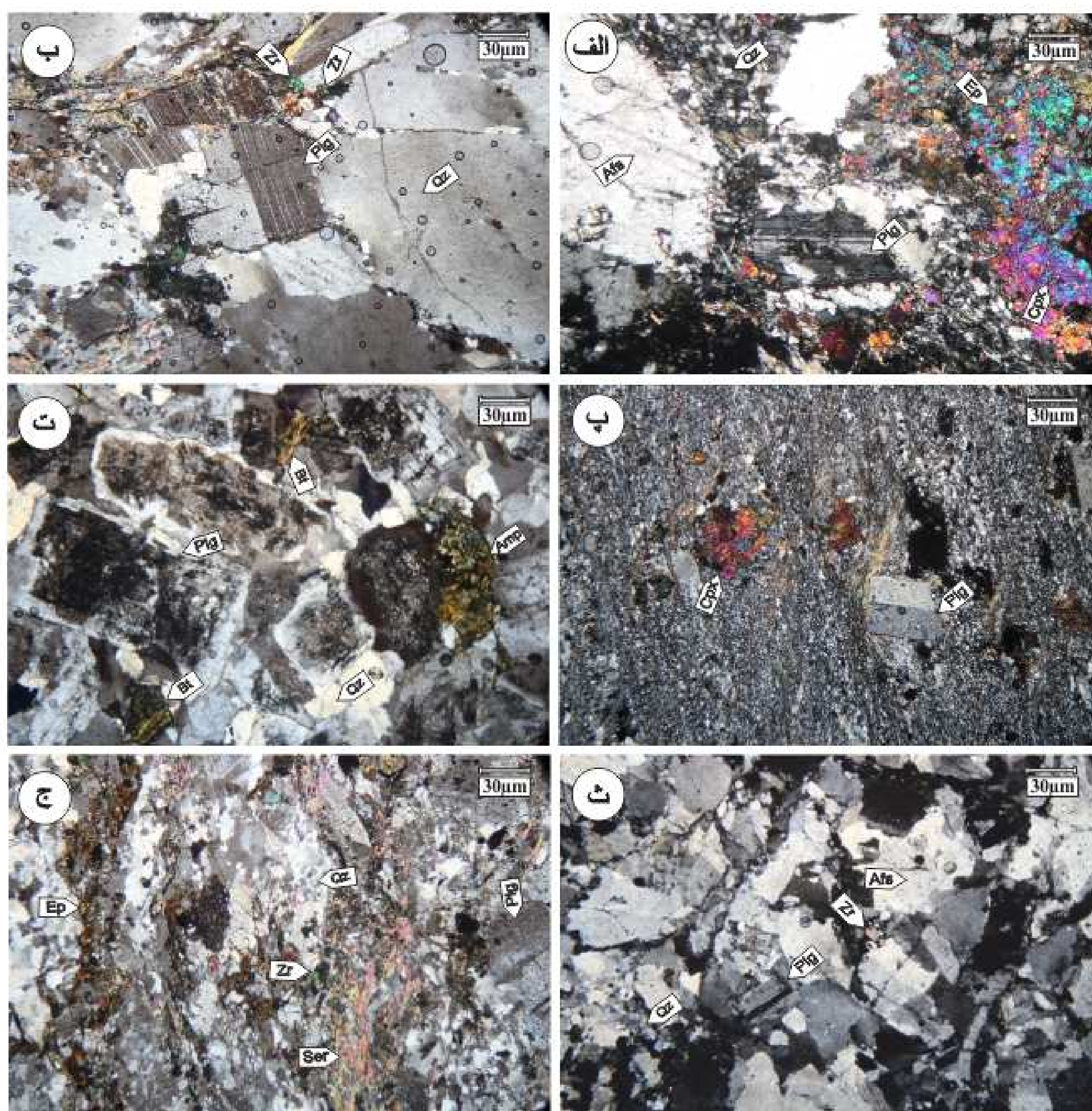
سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های اسیدی منطقه جنوب شرق سقز شامل گرانیت و گرانودیوریت، ریولیت و داسیت هستند که سنگ‌نگاری آن‌ها در ادامه توضیح داده می‌شود.

گرانیت و گرانودیوریت: بافت اصلی گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های مورد بررسی دانه‌ای و بافت فرعی آن‌ها گرانوفیر و پرتیتی است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد)، فلدسپار قلیایی (۴۰ تا ۵۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد)، بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد) و

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

کانی‌های فرعی نیز شامل اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. بلورهای کوارتز بی‌شکلند و در برخی از نمونه‌ها بازتبلور دارند. فلدسپارهای قلیایی اغلب به‌صورت درشت بلورهای بی‌شکلی دیده می‌شوند و گاهی بافت پرتیتی نشان می‌دهند. از ویژگی‌های درشت بلورهای پلاژیوکلاز خودشکل بودن و ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سنتتیک است. در برخی از نمونه‌ها، پلاژیوکلازها سریسیتی شده و قالبی از آن‌ها برجای مانده است و همچنین به ندرت اپیدوتی شدن جزئی نیز در آن‌ها دیده می‌شود. فلدسپارهای قلیایی نیز تاحدی سریسیتی شده‌اند که شدت آن از بلوری به بلور دیگر متغیر است. از دیگر کانی‌های دگرسان شده پیروکسن‌ها هستند که اپیدوتی شده‌اند و گاهی شدت این دگرسانی به حدی است که آثار بسیار کمی از کانی اولیه باقی مانده است و به سختی قابل تشخیص هستند (شکل ۵).



شکل ۵ الف) پیروکسن‌های در حال اپیدوتی شدن در نمونه گرانودیوریتی، ب) بلورهای زیرکن در نمونه گرانیتی، پ) پیروکسن‌های در حال اپیدوتی شدن در نمونه‌ای از داسیت، ت) کانی‌های آبدار بیوتیت و آمفیبول در حال دگرسانی در نمونه گرانیتی، ث) نمونه گرانیتی با بافت دانه‌ای دارای بلور زیرکن. ج) نمونه گرانودیوریتی تا حدی دگرسان شده با کانی‌های ثانویه سریسیت و اپیدوت و کانی فرعی زیرکن. (Cpx: کلینوپیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Asf: فلدسپار قلیایی، Ep: اپیدوت، Ser: سریسیت و Zr: زیرکن [۲۶].)

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

ریولیت و داسیت: بافت اصلی ریولیت‌ها و داسیت‌ها پورفیری و ویتروفیری و بافت فرعی قابل مشاهده در آن‌ها گلومروپورفیری است. با توجه به زمینه شیشه‌ای برخی از این سنگ‌ها، می‌توان آنها را پیچستون نامید که شیشه‌ها به‌صورت شعاعی هستند و درشت بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در این زمینه شیشه‌ای قرار دارند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز و هورنبلند و کانی‌های فرعی زیرکن و کدر و کانی‌های ثانویه اپیدوت، سریسیت و کلسیت هستند. بلورهای کوارتز در این نمونه‌ها هم به‌صورت درشت و هم ریز دیده می‌شوند که درشت بلورها اغلب به صورت خلیجی هستند. پلاژیوکلاز نیز خودشکل بوده و در بیشتر موارد دارای ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد هستند. حدود ۱۰ تا ۵۰ درصد از حجم درشت بلورها را فلدسپارهای قلیایی، ۲۰ تا ۳۰ درصد را پلاژیوکلازها، ۲۰ تا ۳۰ درصد را کوارتزها و ۱۰ تا ۱۵ درصد را هورنبلندها تشکیل می‌دهند. کانی‌های کدر ریزی نیز در این نمونه حضور دارند که بیشتر خودشکل هستند و اکسید شدگی ضعیفی نشان می‌دهند (شکل ۵).

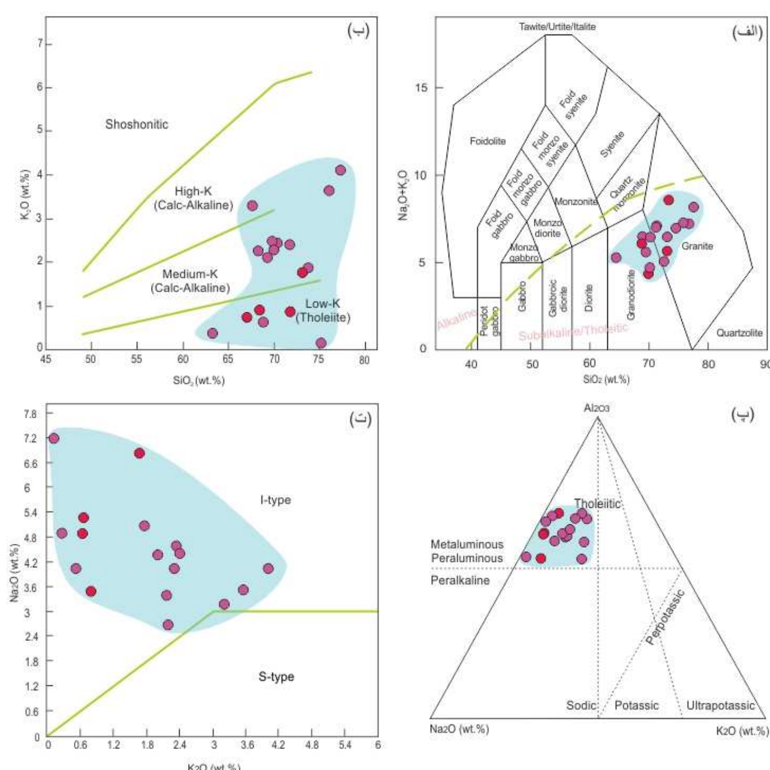
شیمی سنگ کل

مقدار SiO_2 سنگ‌های اسیدی منطقه ۶۳٫۲ تا ۷۷٫۲۱ درصد وزنی و مقدار Al_2O_3 در بیشتر نمونه‌ها بالا و از ۱۲٫۲۹ تا ۱۷٫۱۵ درصد وزنی متغیر است. مقادیر اکسیدهای Na_2O و K_2O نیز به ترتیب از ۲٫۶۸ تا ۷٫۱۵ و ۰٫۰۵ تا ۴٫۰۱ تغییر می‌کنند (جدول ۱). نمونه‌های مورد بررسی براساس نمودار SiO_2 نسبت به $Na_2O + K_2O$ [۲۷] در گستره گرانیت و گرانودیوریت واقع بوده (شکل ۶ الف) و بر پایه نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۲۸] اغلب آنها وابسته به سری آهکی قلیایی بالا هستند (شکل ۶ ب). بر اساس نمودار مثلثی Na_2O-Al_2O_3-K_2O نیز این سنگ‌ها ماهیت پر آلومین و متاآلومین نشان می‌دهند (شکل ۶ پ). در نمودار K_2O نسبت به Na_2O نیز با توجه به بالا بودن Na_2O، این نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های نوع I قرار دارند (شکل ۶ت).

جدول ۱ داده‌های شیمیایی و دمای محاسبه شده بر اساس اشباع شدگی عنصر زیرکونیم [۲۹-۳۱]، (داده‌های شیمیایی برگرفته از مرجع [۲۰] هستند).

نمونه	SiO_2 (wt%)	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	LOI	Zr (ppm)	M	Zr.sat	TZr.sat.c (W and H)	Zr.sat (B)	TZr.sat.c (B)
HMP-7	۷۵٫۹۹	۱۳٫۶۱	۰٫۱۶	۳٫۵۲	۳٫۵۵	۱٫۰۲	۸۹٫۰	۱٫۰۱	۷۵٫۱	۷۶۳٫۹	۱۱۳٫۵	۷۲۵٫۵
HMP-9	۷۳٫۶۹	۱۴٫۶۴	۰٫۸۱	۵٫۰۸	۱٫۷۷	۱٫۱۱	۱۰۱	۱٫۱۶	۸۵٫۱	۷۶۴٫۱	۱۳۴٫۵	۷۲۱٫۲
HMP-10	۶۳٫۹۳	۱۴٫۳۶	۳٫۰۲	۲٫۶۸	۲٫۱۹	۳٫۸۵	۶۱٫۸	۱٫۲۴	۹۱٫۶	۷۱۹٫۰	۱۴۸٫۷	۶۶۶٫۵
HMP-17	۶۹٫۲۰	۱۴٫۹۸	۲٫۶۶	۴٫۳۸	۲٫۰۰	۱٫۴۲	۷۸٫۷	۱٫۴۵	۱۰۹٫۰	۷۲۴٫۲	۱۸۸٫۵	۶۶۶٫۹
PKM-1	۶۸٫۱۴	۱۵٫۷۹	۲٫۱۴	۳٫۳۹	۲٫۱۶	۱٫۸۱	۴۹٫۰	۱٫۱۵	۸۴٫۲	۷۰۷٫۹	۱۳۲٫۶	۶۵۶٫۴
PKM-4	۷۵٫۰۸	۱۴٫۳۱	۰٫۸۵	۷٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۷۰	۱۶۹	۱٫۳۵	۹۹٫۹	۷۹۴٫۵	۱۶۷٫۴	۷۵۱٫۰
PKM-5	۶۳٫۲۲	۱۶٫۲۰	۴٫۵۳	۴٫۹۱	۰٫۲۷	۱٫۹۱	۳۴٫۷	۱٫۷۱	۱۳۵٫۶	۶۵۰٫۲	۲۵۴٫۰	۵۷۸٫۴
PGM-23	۶۸٫۳۱	۱۴٫۲۰	۴٫۱۵	۳٫۴۸	۰٫۷۹	۲٫۲۹	۱۰٫۱	۱٫۵۱	۱۱۴٫۵	۵۸۴٫۸	۲۰۱٫۶	۵۱۲٫۱
PGM-24	۶۸٫۷۷	۱۴٫۸۹	۳٫۰۶	۴٫۰۵	۰٫۵۲	۲٫۰۶	۱۷٫۰	۱٫۳۱	۹۶٫۹	۶۲۵٫۹	۱۶۰٫۵	۵۶۰٫۵
PGM-29	۷۷٫۲۱	۱۲٫۲۹	۰٫۲۹	۴٫۰۵	۴٫۰۱	۰٫۴۴	۷۳٫۴	۱٫۲۹	۹۵٫۴	۷۲۹٫۱	۱۵۷٫۳	۶۷۶٫۷
PGM-30	۷۳٫۰۴	۱۴٫۶۸	۰٫۲۳	۶٫۸۳	۱٫۶۷	۰٫۵۱	۱۲۷	۱٫۳۶	۱۰۱٫۱	۷۶۸٫۹	۱۷۰٫۱	۷۲۰٫۶
PKH-1	۷۰٫۲۶	۱۵٫۴۴	۱٫۸۸	۴٫۵۸	۲٫۳۴	۱٫۳۱	۵۷٫۶	۱٫۳۲	۹۷٫۵	۷۰۹٫۰	۱۶۱٫۹	۶۵۳٫۱
PKH-2	۶۷٫۵۴	۱۷٫۱۵	۲٫۳۵	۳٫۱۶	۳٫۲۰	۱٫۸۱	۱۷۴	۱٫۱۷	۸۵٫۹	۸۱۰٫۷	۱۳۶٫۲	۷۷۶٫۰
PKH-4	۶۹٫۷۲	۱۵٫۳۲	۰٫۴۸	۴٫۴۲	۲٫۳۹	۲٫۰۲	۱۰۳	۱٫۰۶	۷۸٫۲	۷۷۲٫۸	۱۱۹٫۹	۷۳۴٫۵
PKH-5	۷۱٫۵۹	۱۵٫۵۷	۰٫۱۶	۴٫۰۴	۲٫۳۱	۱٫۹۰	۵۵٫۴	۰٫۸۹	۶۷٫۸	۷۳۳٫۹	۹۸٫۷	۶۹۳٫۵
SRP-6	۷۱٫۵۹	۱۴٫۱۴	۲٫۵۴	۴٫۸۹	۰٫۶۵	۱٫۹۰	۱۰۲	۱٫۳۹	۱۰۳٫۴	۷۴۸٫۹	۱۷۵٫۴	۶۹۶٫۸
KRP-10	۶۷٫۱۵	۱۵٫۱۸	۳٫۱۲	۵٫۲۸	۰٫۶۶	۱٫۴۴	۱۸۴	۱٫۵۶	۱۱۹٫۳	۷۸۶٫۴	۲۱۳٫۳	۷۳۴٫۹

[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153] [DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6] [Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]



شکل ۶ الف) رده‌بندی نمونه‌های مورد بررسی بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به $Na_2O + K_2O$ [۲۷]، ب) نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۲۸]، پ) نمودار Na_2O-Al_2O_3-K_2O نشان می‌دهد که این نمونه‌ها پرآلومین و متاآلومین هستند و ت) نمودار K_2O نسبت به Na_2O که نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نوع I هستند.

شکل‌شناسی بلورهای زیرکن و دماسنجی

دو روش برای دماسنجی مذاب تشکیل دهنده سنگ‌های مختلف توسط محققان [۱، ۲۹] معرفی شده است. ۱- با استفاده از شکل‌شناسی بلورهای زیرکن ۲- با استفاده از داده‌های شیمیایی، برای بدست آوردن دمای دقیق ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد بررسی هر دو روش در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است.

دماسنجی بر اساس شکل‌شناسی بلورهای زیرکن

برای چهار نمونه انتخابی PGM-23 (گرانودیوریت)، PGM-30 (ریولیت)، SRP-6 (ریولیت)و KRP-10 (گرانیت) به ترتیب ۴۰، ۳۹، ۴۰ و ۳۷ دانه زیرکن جدا شد که تصاویری از آن‌ها در شکل ۳ نشان داده شده است. طول این دانه‌ها اغلب ۵۰ تا ۲۵۰ میکرومتر است که به رنگ صورتی شفاف و زرد عسلی و شکل‌های منشوری و بافت نوسانی داخلی هستند که در برخی از آن‌ها میانبارهایی از آپاتیت وجود دارد (شکل‌های ۳ و ۴). بلورهای خودشکل زیرکن این نمونه‌ها از نظر شکل‌شناسی [۱] (شکل ۷ الف) و شاخص‌های دما (I.T) و قلیایی بودن (I.A) (شکل ۷ ب) و فراوانی این کانی‌ها در هر نمونه به شرح زیر بررسی شدند.

زیرکن‌های نمونه PGM-23 بیشتر در گستره‌های S20، S25، P2 و P5 و به تعداد بسیار کم در بخش‌های S5، L5 و AB1 واقع هستند که مقدار I.T و I.A به ترتیب برابر با ۵۶۵ و ۶۳۰ است (شکل‌های ۸ و ۹ الف). در نمونه PGM-30، بلورهای مورد بررسی به ترتیب فراوانی در گستره‌های S25، P5، S24، D و P4 قرار دارند و I.T و I.A محاسبه شده به ترتیب ۷۰۷٫۷ و ۶۲۵٫۶ است (شکل‌های ۸ و ۹ب). اغلب زیرکن‌های نمونه SRP-6 در جایگاه‌های S25، P5 و D و به تعداد کم در P4، S15 و J5 واقع هستند و مقدار I.T و I.A آن برابر با ۷۰۲٫۵ و ۶۴۷٫۵ است (شکل‌های ۸ و ۹ پ). بیشترین فراوانی زیرکن‌های نمونه KRP-10 به ترتیب مربوط به بخش‌های S25، P5، D و J5 و به تعداد بسیار کم S20، ، P4 و P2 بوده که مقدار I.T و I.A به ترتیب برابر با ۷۱۶٫۲ و ۶۴۸٫۶ است (شکل‌های ۸ و ۹ت).

برای بررسی روند تکاملی و تحولات گونه‌شناسی (T.E.T) نمونه‌های مورد بررسی منطقه (شکل ۸)، با روش رسم زاویه از

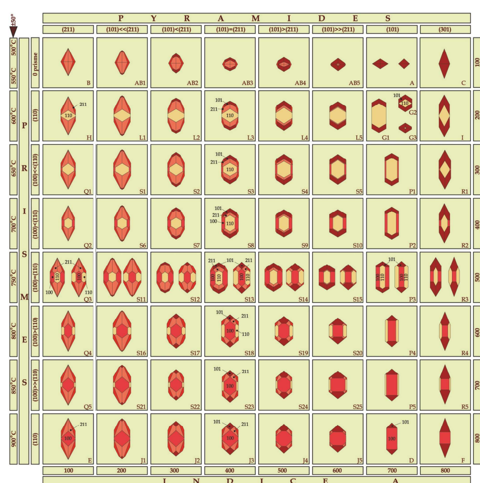
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

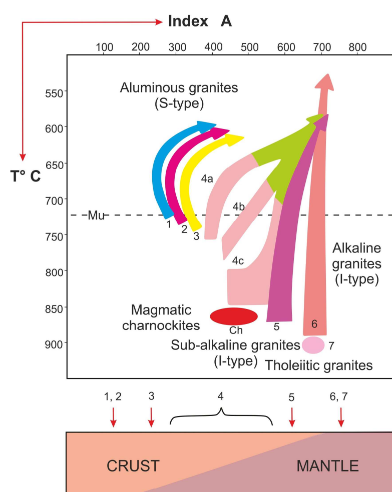
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

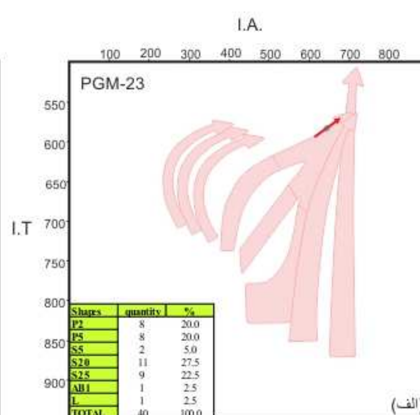
برخوردگاه شاخص‌های قلیایی و دما، پس از محاسبه انحراف استانداردهای I.A و I.T، از نقطه برخورد این شاخص‌ها، خطی با شیب به دست آمده از ST/SA رسم می‌شود که مقدار آن با تانژانت زاویه بین محورهای T.E.T و I.T برابر است. این زاویه برای نمونه‌های PGM-23، PGM-30، SRP-6 و KRP-10 به ترتیب °۳۶٫۸، °۳۰، °۴۳٫۳ و °۴۲٫۹ است (شکل ۸).



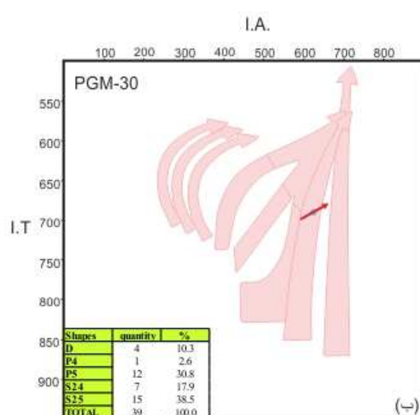


(ب) (الف)

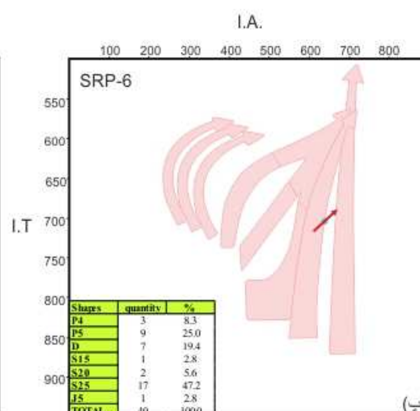
شکل ۷ الف) رده‌بندی بلورهای زیرکن بر اساس شاخص قلیایی و شاخص دما [۱] ب) نمودار تعیین دما، ترکیب شیمیایی، سری ماگمایی و خاستگاه مذاب سازنده گرانیت‌ها براساس ریخت شناسی بلورهای زیرکن [۱].



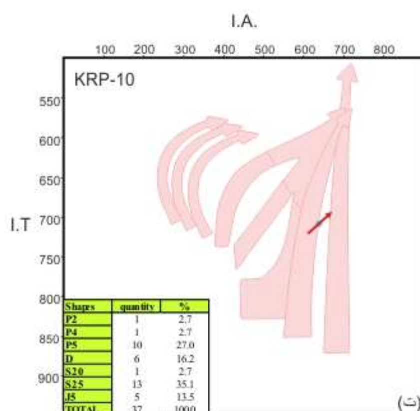
Shapes	quantity	%
P2	8	20.0
P5	8	20.0
S5	2	5.0
S20	11	27.5
S25	9	22.5
AB1	1	2.5
L	1	2.5
TOTAL	40	100.0



Shapes	quantity	%
D	4	10.3
P4	1	2.6
P5	12	30.8
S24	7	17.9
S25	15	38.5
TOTAL	39	100.0



Shapes	quantity	%
P4	3	8.3
P5	9	25.0
D	7	19.4
S15	1	2.8
S20	2	5.6
S25	17	47.2
J5	1	2.8
TOTAL	40	100.0



Shapes	quantity	%
P2	1	2.7
P4	1	2.7
P5	10	27.0
D	6	16.2
S20	1	2.7
S25	13	35.1
J5	5	13.5
TOTAL	37	100.0

شکل ۱ فراوانی انواع بلورهای زیرکن در نمونه‌های مورد بررسی بر اساس تقسیم بندی مرجع [۱] و روند تکاملی گونه‌شناختی (T.E.T) محاسبه شده بر روی نمودار تقسیم‌بندی مرجع [۱].



شکل ۹ فراوانی بلورهای زیرکن نمونه‌های اسیدی جنوب شرق سقز بر روی نمودار ریخت‌شناسی مرجع [۱].

دماسنجی بر اساس داده‌های شیمیایی

تعیین دما با استفاده از ترکیب شیمیایی اغلب بر پایه شیمی سنگ کل و یا درجه اشباع Zr [۲۵] انجام می‌شود.

مقدار عنصر Zr در سنگ‌های اسیدی به میزان حلالیت بلور زیرکن در مذاب و در نتیجه به دما وابسته است از اینرو، بر پایه این عنصر می‌توان شرایط مذاب‌های تشکیل دهنده سنگ‌های اسیدی را تعیین کرد. این روش نیازمند شرایطی چون: نداشتن زیرکن‌های موروثی، متاآلومین بودن، توزیع یکسان بلورهای زیرکن در کل سنگ و داشتن روند منفی در نمودارهای شاخص جدایش است.

نمودار SiO_2 نسبت به Zr بر اساس شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که نمونه‌های اسیدی منطقه روند منفی دارند و بر پایه درجه بندی این نمودار [۲۹]، نمونه‌های مورد بررسی PGM-23، PGM-30، SRP-6 و KRP-10 به ترتیب دمای ۶۰۰، ۷۶۰، ۷۴۰ و ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۰ الف).

از جمله روش‌های مورد قبول برای تخمین دمای مذاب تشکیل دهنده سنگ‌ها روش [۲۹] بر اساس دما، ترکیب مذاب و حلالیت زیرکن می‌باشد که به‌صورت معادله‌های زیر ارائه شده است:

$$\ln D_{Zr} = \{12900/T\,(K)\} - 0.85(M-1) - 3.80 \qquad (۱)$$

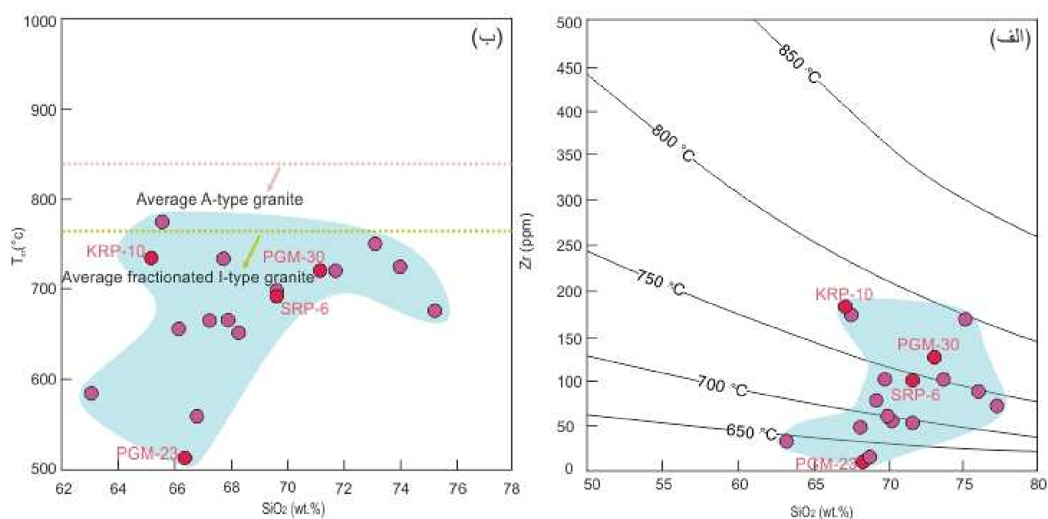
در این جا، $\ln D_{Zr}$ نسبت غلظت عنصر Zr در کانی زیرکن به غلظت آن در مذاب است که مقدار آن در کانی ppm 496,000 [۳۰] و در مذاب برابر با مقدار اندازه‌گیری شده براساس تجزیه های شیمیایی است؛ T دما بر حسب کلوین است و M که از رابطه زیر حساب می‌شود به حلالیت زیرکن نسبت به SiO_2 و آلومینیوم‌دار بودن مذاب وابسته است [۲۹].

$$M = [(Na+K+2Ca)/(Al/Si)] \qquad (۲)$$

بر اساس این روش، کمینه دمای تبلور برای سنگ‌های مورد بررسی از ۵۸۴/۸ تا ۸۱۰/۷ درجه سانتی‌گراد در تغییر بوده و برای نمونه‌های PGM-23، PGM-30، SRP-6 و KRP-10 به ترتیب ۵۸۴/۸، ۷۶۸/۹، ۷۴۸/۹ و ۷۸۶/۴ درجه سانتی‌گراد است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]



شکل ۱۰ الف) نمودار SiO_2 نسبت به Zr که براساس آن، بیشتر نمونه‌ها دمای ۶۰۰ تا ۷۵۰ را نشان می‌دهند، ب) نمودار SiO_2 در مقابل T_{zr} (°C) (دمای اشباع شدگی Zr) [۳۱].

این روش در سال‌های بعد بازبینی شد و رابطه زیر ارائه گردید [۳۱]:

$$T_{zr}=12900/[2.95+0.85+\ln(496000/Zr\ melt)] \quad (۳)$$

بر پایه این رابطه دمای سنگ‌های منطقه ۵۱۲٫۱ تا ۷۷۶ درجه سانتی‌گراد و برای PGM-23، PGM-30، SRP-6 و KRP-10 به ترتیب ۵۱۲٫۱، ۷۲۰٫۶، ۶۹۶٫۸ و ۷۳۴٫۹ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. مقدار دماهای محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی جهت مقایسه در جدول ۱ آورده شده است.

بحث و بررسی

برای تعیین شرایط دمایی مذاب اسیدی تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه جنوب شرق سقز روش‌های مختلف بررسی شدند و دماهای بدست آمده براساس شکل و ریخت بلورهای زیرکن و داده‌های شیمیایی تأیید کننده هم و شرایط دمایی تقریباً یکسان با دمای حدود ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای نمونه‌های مورد بررسی بودند.

به باور پوپین[۱]، رشد نسبی شکل‌های منشوری با دمای تبلور و رشد نسبی شکل‌های هرمی با ترکیب شیمیایی رابطه مستقیم دارد و دما اصلی‌ترین عامل کنترل رشد نسبی انواع شکل‌های منشوری است. همچنین، زیرکن‌ها با توجه به مذاب‌های قلیایی فقیر از آب و تولئیتی در گستره (۱۰۱) و (۱۰۰)، براساس پرآلومین بودن مذاب در گستره (۲۱۱) و در صورت وجود آب زیاد در مذاب در قلمرو (۱۰۱) و (۱۱۰) قرار می‌گیرند. بر این اساس، پوپین [۱] سنگ‌های گرانیتی را به سه دسته گرانیت‌های پوسته‌ای، پوسته‌ای-گوشته‌ای و گوشته‌ای تقسیم کرده است (شکل ۷ب).

با توجه به مطالب بیان شده، بررسی شکل بلورهای زیرکن منطقه جنوب شرق سقز نشان می‌دهد که زیرکن‌ها دارای سطوح منشوری (۱۱۰) و (۱۱۰)<<(۱۰۰) و سطوح هرمی (۱۰۱) و (۲۱۱)<<(۱۰۱) هستند. تشکیل منشورهای (۱۱۰) و (۱۰۰) در این نمونه‌ها نشان دهنده بالا بودن شاخص دما و هرم‌های (۱۰۱) بیانگر بالا بودن شاخص قلیایی است که شیمی آنها نیز تأیید کننده این امر است. بررسی شکل و ریخت زیرکن‌های منطقه نشان می‌دهد که دو نوع زیرکن از نظر نسبت طول به عرض در این نمونه‌ها وجود دارد. این نسبت بین ۲ تا ۳ متغیر است و این می‌تواند به علت سرعت تبلور [۳۲، ۳۳] و یا وجود دو نسل زیرکن در این نمونه‌ها باشد، با توجه به سن سنجی انجام شده بر روی زیرکن‌های سنگ‌های این منطقه [۲۰] و سن یکسانی که از آن‌ها بدست آمده، وجود یک نسل زیرکن برای این نمونه‌ها قطعی است. از اینرو، سرعت تبلور می‌تواند عاملی برای افزایش نسبت طول به عرض در این سنگ‌ها بوده باشد.

روند تکاملی گونه‌شناسی در زیرکن‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نوع I هستند (شکل ۸). ترکیب کانی‌شناسی، داده‌های شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی (شکل‌های ۶ ت و ۱۰ ب) و کم بودن میانبار در زیرکن‌ها این امر را

تأیید می‌کند [۷]. براساس نمودار I.A-I.T برای رده‌بندی زایشی [۱] (شکل ۷ب) نیز، این گرانیت‌ها با متوسط شاخص دمایی و قلیایی به ترتیب ۶۷۲٫۹ و ۶۳۷٫۹ از سری آهکی قلیایی و از نوع ترکیبی با خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای هستند (شکل ۸). براساس وجود میانبارهایی از آپاتیت، ماگمای سازنده این سنگ‌ها خشک نبوده است و این امر با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و حضور کانی‌های آبدار چون بیوتیت و هورنبلند تأیید می‌شود.

برداشت

نتایج این پژوهش چند مورد مهم را نشان می‌دهد:

۱- دمای تبلور ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های اسیدی کرتاسه منطقه جنوب شرق سقز ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد است.

۲- شاخص‌های دما و قلیایی بودن برای نمونه‌های مورد بررسی بالا و به ترتیب ۶۷۲٫۹ و ۶۳۷٫۹ است.

۳- ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه به نسبت آبدار بوده است.

۴- گرانیت‌های منطقه از نوع I هستند.

۵- این سنگ‌ها از سری آهکی قلیایی هستند.

۶- ماگمای تشکیل دهنده نمونه‌های مورد بررسی از نوع ترکیبی با خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای است.

مراجع

[1] Pupin, J.P., *"Zircon and granite petrology"*, Contributions to Mineralogy and Petrology (1980) 73 (3): 207-220.

[2] Benisek A., Finger F., *"Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study"*, Contributions to Mineralogy and Petrology (1993) 114(4), pp.441-451.

[3] Vavra G., *"Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types"*, Contributions to Mineralogy and Petrology (1994) 117(4): 331-344.

[4] Köksal S., Göncüoglu M. C., Toksoy-Köksal F., Möller A., Kemnitz H., *"Zircon typologies and internal structures as petrogenetic indicators in contrasting granitoid types from central Anatolia, Turkey"*, Mineralogy and Petrology (2008) 93(3-4): 185-211.

[5] Li H., Watanabe K., Yonezu K., *"Zircon morphology, geochronology and trace element geochemistry of the granites from the Huangshaping polymetallic deposit, South China: Implications for the magmatic evolution and mineralization processes"*, Ore Geology Reviews (2014) 60, pp.14-35.

[6] Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P. W. O., Kinny P., *"Atlas of zircon textures. In: Zircon (Eds. Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.)"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry (2004) 53: 469-499.

[7] Shabanian Broujeni N., Davoudian D.A., Khalili M., Khodami M., *"Insight from zircon morphology and geochemical signatures of Ghaleh-Dezh granitic pluton, Azna (in Persian)"*, Journal of Crystallography and Mineralogy (2009) 2 (12): 299-308.

[8] Jamshidibadr M., Khademiparsa M., Masoudi F., *"Using minerals chemistry of plagioclase for the study of magma crystallization process in Ravanj intrusive (NE Delijan) (in Persian)"*, Journal of Crystallography and Mineralogy (2019) 27 (2): 361-374.

[9] Torabi G., *"Detection of pressure and temperature in formation of Jandaq ophiolite amphibolites (North-east of Isfahan Province) by using amphibole and plagioclase barometry and thermometry (in Persian)"*, Journal of Crystallography and Mineralogy (2007) 15 (1): 117-134.

[10] Mehdikhani B., Saeedi Razavi B., *"Effect of increasing corundum on mechanical properties of silicon carbide refractories (in Persian)"*, Journal of Crystallography and Mineralogy (2020) 28 (3): 763-770.

[11] Hosseini Nasab E., Emami M.H., Vosoughi Abedini M., Tajbakhsh G. R., Sheikh Zakariaee S.J., *"Investigation of amphibole mineral fertilization in determining the conditions for the formation of granitoid masses in northern (Sarduieh Dasht Shaghin and Dasht Sartashtak) (in Persian)"*, Journal of Crystallography and Mineralogy (2020) 28 (4): 859-868.

[12] Pupin J.P., Centre national de la recherche scientifique (France), *"Equipe de recherche Stabilité et réactivité des minéraux. Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie: base de la méthode typologique, applications"*, Université de Nice Laboratoire de pétrologie-minéralogie (1976).

[13] Pupin J.P., Turco G., *"Application a quelques roches endogenes du massif franco-italien de l'Argentera Mercantour, une typologie originale du zircon accessorie Etude comparative avec la methode des RMA"*, Bulletin de la Société Francaise de Mineralogie et de Cristallographie (1974) 97: 59- 69.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]

[14] Pupin J.P., *"Typologie de zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syenitiques",* Facteurs essentiels determinant les variations typologiques. Petrologie (1975) 1: 139-156.

[15] Vavra G., *"On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study",* Contributions to Mineralogy and Petrology (1990) 106(1): 90-99.

[16] Krasnobaev A.A., *"Zircon as an indicator of geological processes",* (1986) Moscow Izdatel Nauka.

[17] Wang X., *"Quantitative description of zircon morphology and its dynamics analysis",* Science in China (1998) 41: 422-428.

[18] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review",* Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. (1968) 52: 1229–1258.

[19] Azizi H., Stern R.J., *"Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc",* Terra Nova (2019) 31: 415-423. doi: 10.1111/ter.12404.

[20] Gholipour S., Azizi H., Masoudi F., Asahara Y., Tsuboi M., *"Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran"*, Geochemistry (2021) 81(1): 125687. doi: 10.1016/j.chemer.2020.125687.

[21] Hariri A., Farjandi F., Vaezipoor M., Sadegi A., *"Geology Map of Saqqez (Scale 1: 100000) No: 5262",* Geological Survey of Iran, Tehran (2003).

[22] Fonoudi M., Sadeghi A., *"Geology Map of Baneh (Scale 1: 100000) No: 5161",* Geological Survey of Iran, Tehran (2009).

[23] Kholghi Khasraghi M.R., *"Geology Map of Chapan (Scale 1: 100000) No: 5362",* Geological Survey of Iran, Tehran (1999).

[24] ShahPasandzadeh M., Gurabjiri A., *"Geology Map of Bayenjub (Scale 1: 100000) No: 5361",* Geological Survey of Iran, Tehran (2006).

[25] Sabzehi M., Goorabjiri A., Eslamdoust F., *"Geology Map of Marivan (Scale 1: 100000) No: 5261",* Geological Survey of Iran, Tehran (2009).

[26] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist (2010) 95: 185–187. doi: 10.2138/am.2010.3371.

[27] Middlemost E.A., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth-Science Reviews (1994) 37(3-4): 215-224.

[28] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey",* Contributions to Mineralogy and Petrology (1976) 58(1): 63-81.

[29] Watson E.B., Harrison T.M., *"Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types",* Earth and Planetary Science Letters (1983) 64(2): 295-304.

[30] Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W., *"Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance",* Geology (2003) 31(6), pp.529-532.

[31] Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K., *"Zircon saturation re-revisited",* Chemical Geology (2013) 351: 324-334.

[32] Bussy F., Cadoppi P., *"U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps)",* Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen (1996) 76: 217-233.

[33] Chiarenzelli J.R., McLelland J.M., *"Granulite facies metamorphism, palaeo-isotherms and disturbance of the U-Pb systematics of zircon in anorogenic plutonic rocks from the Adirondack Highlands",* Journal of Metamorphic Geology (1993) 11: 59-70.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-26]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.12.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.153]